doi:10.13866/j.azr.2019.05.02

# 西藏夏季降水特征及其预测分析①

米玛卓嘎[1]， 秦增良[2]， 肖卓靖[3]， 次仁德吉[4]， 次仁曲珍[1]

（1. 西藏自治区气象服务中心，西藏 拉萨 850000；2. 山东省潍坊市气象局，山东 潍坊 261011；
3. 南京信息工程大学大气科学学院，江苏 南京 210044；4. 西藏自治区气象台，西藏 拉萨 850000）

**摘 要：**采用EOF分解、滑动交叉检验、距平相关系数(ACC)、时间相关系数(TCC)等方法，分析西藏1981—2017年夏季降水量的变化特征，并对西藏夏季降水量进行预测研究。结果表明：西藏夏季降水空间分布不均匀，整体上呈现出自东南向西北递减的分布规律。除个别站点降水量呈下降趋势外，西藏各区夏季降水量普遍呈上升趋势，但趋势不显著。西藏夏季降水的异常空间分布型有一致型、南北型和东西型。当随机选择一年样本剔除时，西藏夏季降水的前3个EOF模态具有很好的时间稳定性，首次尝试在EOF模态稳定的基础上对西藏夏季降水进行预测，寻找的关键指数对稳定模态的PC系数具有很好的指示意义。由关键指数预测的西藏夏季降水的历史回报场平均ACC为0.31，大部分地区的TCC大于0，变化趋势具有很好的一致性，且大部分地区通过了$\alpha=0.05$的显著性检验。采用EOF模态时间稳定性的方法对西藏夏季降水有很好的预测效果，具有较好的业务应用前景。

**关键词：**夏季降水；EOF模态；空间分布型；西藏

气候变暖已经成为不争的事实，其引起的全球气温的不断上升，可能会引发一系列严重后果，雪冰融化、海平面上升、疾病蔓延、极端天气气候事件频发，人类的生存环境正承受着越来越大的压力[1]。西藏生态比较脆弱[2]，对气候变化也异常敏感[3]，因此，受到越来越多的科研工作者的关注[4]。

从目前的研究看，普遍认为20世纪60年代开始西藏的气温呈上升趋势，而降水方面的研究则各有侧重[5]。次仁央宗等[6]利用西藏34 a的夏季降水资料，分析西藏夏季降水主模态季节内变化特征，表明西藏夏季降水存在明显的季节内变化；李海东等[7]选取4个气象站，分析了51 a雅鲁藏布江中游河谷地区气温、降水的变化趋势及周期变化特征；次仁达娃等[8]选取753个站月降水资料中近30 a西藏的降水，分析了累积降水量变化特征，表明近30 a来西藏的年降水量呈增加趋势，但趋势不显著。徐宗学等[9]研究了近40 a西藏高原27站的气象要素资料，结果显示西藏降雨量、相对湿度均呈现出增加趋势；张宁瑾等[10]统计了38 a来高原地区降水的集中度和集中期，得出了高原全区集中度在0.61～0.71，集中期在38～41候。目前，已有的大部分研究针对西藏降水等要素的变化趋势做了必要的统计分析，对该地区降水的异常空间分布[11]及降水预测[12]、方法的探讨则相对较少[13]，而夏季降水预测一直都是我国短期气候预测的重点，本文以此为出发点，对西藏夏季降水的异常空间分布特征及其预测方法进行了深入的研究，为更全面的了解气候变化对西藏的生产生活及经济社会发展的影响提供参考。

## 1 资料和方法

### 1.1 研究区和数据来源

西藏地处亚洲大陆西南部，地形复杂，地势高峻，西高东低，山脉、河流众多。特殊的地形造就了西藏特殊的气候类型，降水、气温各区差异较大，其中降水尤其明显[14]。西藏各类气象灾害不仅多，而且发生频率高、强度大、影响面广，给西藏的经济发展、人民生活水平以及生态环境造成了很大影响[15]。

本文使用的夏季(6—8月)降水数据来自西藏38个观测站(图1)1981—2017年的逐日降水资料。

① 收稿日期：2019-04-01； 修订日期：2019-05-13
基金项目：国家自然科学基金项目(91637105，41475041)；国家科技支撑计划项目(2015BAC03B06)资助
作者简介：米玛卓嘎(1968-)，女，高级工程师，长期从事天气预报、气候、服务业务及研究．E-mail:474503061@qq.com
通讯作者：秦增良．E-mail:474503061@qq.com

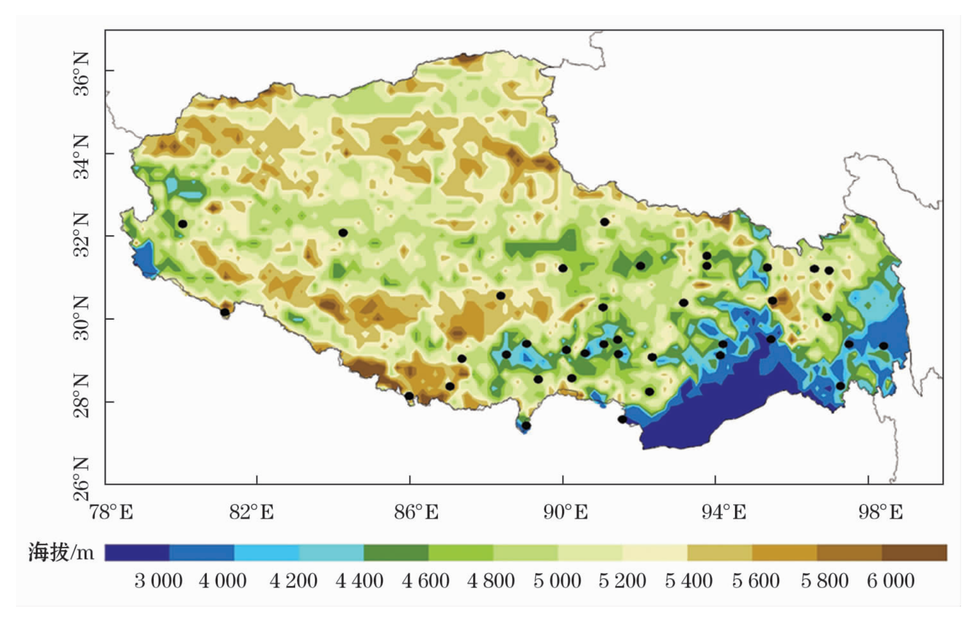



图1 西藏地理高程及站点分布

Fig. 1 Geographic elevation of Tibet and distribution of the observation stations



地形数据采用分辨率为0.167°×0.167°的ETOPO1地形数据,由NGDC美国地球物理中心发布。指数数据来自国家气候中心下发的88项环流指数(atm后面的数字是对应指数的编号)、26项海温指数(oce)及16项其他指数(ext),可从中国气象局气象业务内网上下载,实际应用中指数缺测的年份采用对应的常年值替换,最后均进行标准化处理。

### 1.2 研究方法

首先分析了西藏37 a来夏季降水空间分布、变化率,并采用EOF方法对西藏夏季降水量异常空间分布进行了研究,探讨了各EOF模态的稳定性,并在稳定的EOF模态基础上,建立对应的主成分与高相关指数的预测模型,重建降水场,最后采用距平相关系数(ACC)和时间相关系数(TCC)对历史回报场进行预测评估检验。

本文定义时间稳定性指数(stability index,SI)用以定量评估各EOF模态的时间稳定性,即资料通过交叉检验后对应空间模态ACC和时间系数TCC的乘积,稳定性的基本标准设为0.5。

(1) 距平相关系数

距平相关系数是用来评估两个气象要素场的空间相似度,即空间格点为N的A要素异常场和B要素异常场的中心相关系数。

$$ACC = \frac{\sum_{i=1}^{N}(a_i' - \overline{a'})(b_i' - \overline{b'})}{Ns_{a'}s_{b'}} \quad (1)$$

式中:$a_i' = a_i - a_{ci}$,$b_i' = b_i - b_{ci}$,其中$a_{ci}$、$b_{ci}$分别为气象要素A、B的气候场;$S_{a'}$和$S_{b'}$分别为A、B气象要素异常场的方差。

(2) 滑动交叉检验

$$R_{i,t} = R_0 - \sum_{k=i}^{i+(t-1)} r_k \quad (2)$$

式中:$R_{i,t}$为样本长度处理后的资料($i$=1981,1982,…,2017;$t$为剔除样本长度:1,2,3,…);$R_0$为原始样本(1981—2017年西藏夏季降水场);$r$为样本元素。

## 2 降水量空间变化特征

### 2.1 降水量空间分布

受地形、环流等因素的影响,整体上西藏夏季降水量表现为自东南向西北递减的分布特征。从图2a来看,37 a来西藏夏季平均降水量空间分布不均匀,降水量在53.2~417.3 mm。东部夏季平均降水量多在200~400 mm,主要集中在昌都、林芝、那曲以及中东部沿雅鲁藏布江一带,其中嘉黎417.3 mm,为全区最高,其次是芒康,为414.0 mm,其他各地在400 mm以下;西藏西部夏季降水量分布由东向西呈逐渐减少的趋势,日喀则至狮泉河降水量由345.9 mm递减到53.2 mm,其中,狮泉河53.2 mm,为全区最少,普兰56.2 mm。西藏夏季降水受山脉影响非常明显,春末夏初来自孟加拉湾的水汽沿着

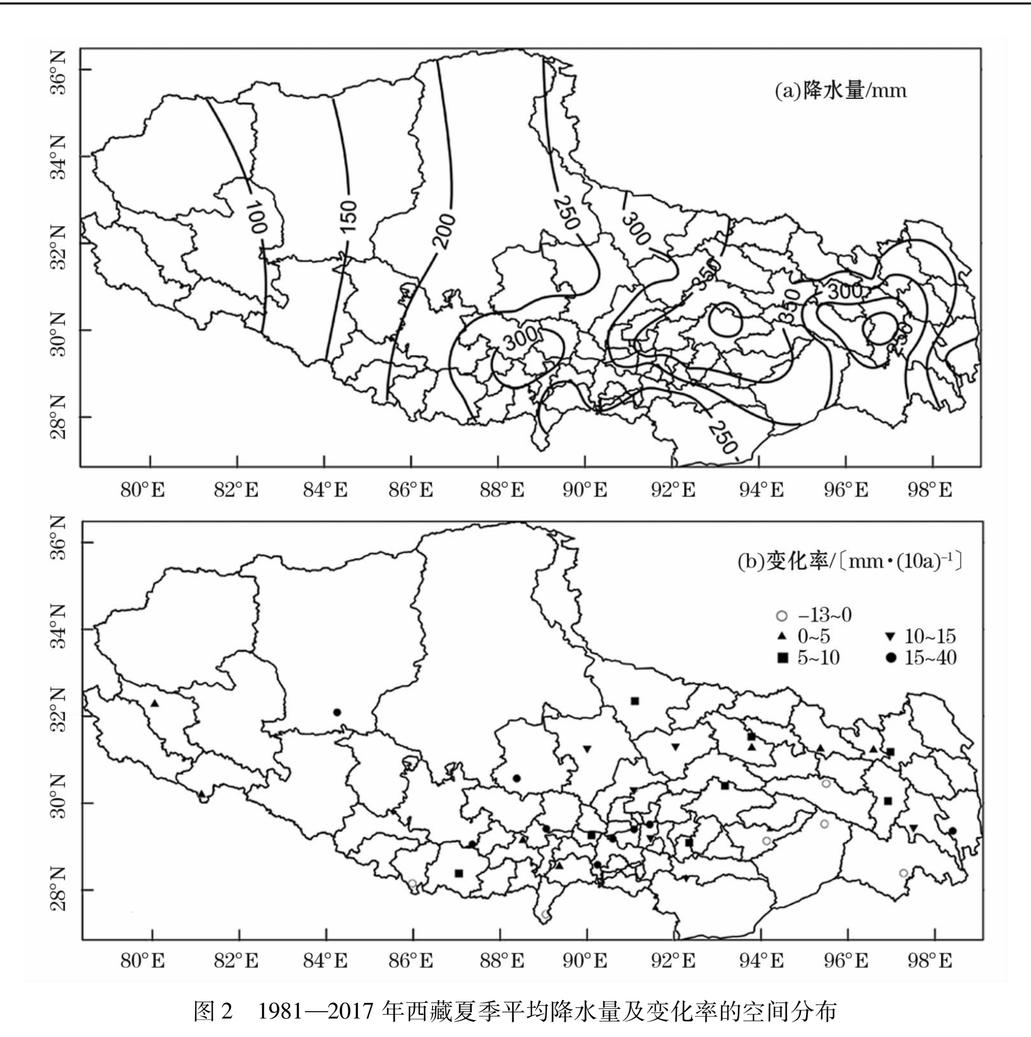



图 2 1981—2017 年西藏夏季平均降水量及变化率的空间分布

Fig. 2 Spatial distribution of summer precipitation and its change rate in Tibet during 1981 – 2017

念青唐古拉山向北输送,在那曲地区中东部形成降水中心,同时,由于横断山脉对水汽输送的阻断,横断山脉西侧也易形成降水中心[16]。分析还发现,降水空间分布与海拔存在一定的负相关性(相关系数为 -0.27,未通过 $\alpha=0.05$ 的显著性检验),即海拔越低,降水量相对越大,在波密和察隅一带,海拔高度为 2 500 m 左右,是整个西藏测站海拔最低的地方,夏季平均降水量都在 300 mm 左右。

图 2b 是西藏夏季降水量变化率的空间分布,可以看出,37 a 来西藏有 32 个站夏季降水呈上升趋势,增幅为 0.2 ~ 38.3 mm · (10a)$^{-1}$,其中拉萨增幅最为明显,其次是芒康,为 29.3 mm · (10a)$^{-1}$。尽管西藏夏季降水量空间分布上普遍呈上升趋势,但只有改则、申扎、拉萨、浪卡子 4 个站通过了 $\alpha=0.05$ 的显著性检验,其中改则甚至通过了 $\alpha=0.001$ 的显著性检验,上升趋势极为显著。有 6 个站降水量呈减少趋势,分别为洛隆、察隅、帕里、聂拉木、米林、波密,但减少趋势不显著,其中波密减幅最大,为 -12.0 mm · (10a)$^{-1}$。

## 2.2 降水量异常空间分布型

为了深入研究西藏夏季降水量的异常空间结构,对西藏 38 个观测站 37 a 的夏季降水量进行经验正交函数(EOF)分解[17-18],其具有良好的收敛性能。依据 North 判别准则[19],可以发现其前 3 个特征向量彼此存在显著差别,是相互独立的模态,其累计方差贡献为 62.6%(表 1),能很好的反应西藏夏季降水的异常空间分布特征,因此重点分析前 3 个特征向量场的空间分布。

**表 1 前 3 个特征向量的方差贡献**

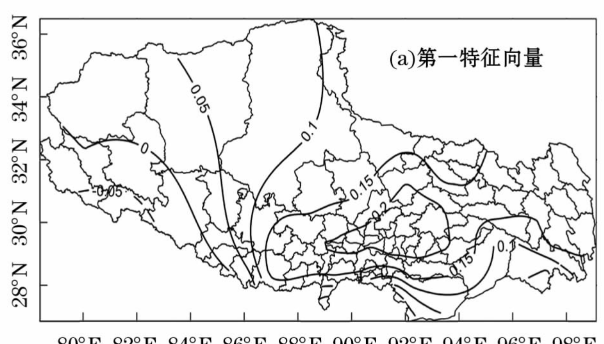
**Tab. 1 Variance contributions of the first 3 eigenvectors of summer precipitation**

| | 特征值 | 方差贡献/% | 累计方差贡献/% |
|---|---|---|---|
| 第一特征向量 | 135.9 | 41.6 | 41.6 |
| 第二特征向量 | 39.0 | 11.9 | 53.5 |
| 第三特征向量 | 29.6 | 9.1 | 62.6 |

第一特征向量的方差贡献为 41.6%,表现为全区一致为正(图 3a),表明西藏夏季降水量的空间分布“一致型”好,同相位占绝对的主导地位,说明西藏夏季降水受大尺度环流的影响非常明显,高值区位于墨竹工卡和山南,也就是说这一地区夏季降水年际变化较大,旱涝亦相对敏感;低值区位于西藏西部的普兰。时间系数的年际变化较大(图 3b),时间系数越大(越小)的年份,说明其对应的夏季降水一致偏多(偏少)的分布型也异常典型。时间系数最大的年份是 1998 年,该年西藏夏季降水量达 381.3 mm,为 1981 年以来的最大值,较常年偏多 100.5 mm,发生了严重的洪涝灾害;时间系数最小值出现在 1983 年,该年夏季降水量为 189.5 mm,较常年偏少 91.3 mm,出现了严重的干旱。趋势系数为 6.0,整体呈上升趋势,但未通过 $\alpha = 0.05$ 的显著性检验。

第二特征向量的方差贡献为 11.9% ,夏季降水量的分布呈现出南北相反的空间结构即南北型(图 4a)。造成西藏夏季降水南北型分布的原因是受到外强迫扰动后,北半球夏季中纬度西风带改变了环流的动力作用,造成了高原两侧南北槽脊系统的同时加强(减弱),进而形成了高原南北降水相反的空间结构特征。该模态特征向量正值高值区为索县和比如,二者皆位于藏北高原区与藏东高山深谷区交界处,相对于海拔较高的西部而言,索县和比如都处于东部迎风坡的位置,受地形的影响,由于山脉的阻挡和抬升,此处容易形成降水;而负值高值区为错那,位于喜马拉雅高山区的中部边缘。时间系数最大值出现在 2005 年,表明该年夏季西藏南多北少的分布很典型;时间系数最小值出现在 1986 年,表明该年夏季西藏南少北多的分布很典型。趋势系数为 -1.2,整体呈下降趋势,但未通过 $\alpha = 0.05$ 的显著性检验(图 4b)。

第三特征向量的方差贡献为 9.1% ,其夏季降水量的分布表现为东西相反的分布结构,称之为东西型(图 5a),即东部偏少(偏多),西部偏多(偏少)。相关研究表明,ENSO 的发生、发展[15]以及西太平洋副高的位置和强度[16]很可能是造成西藏地区夏季降水东西型分布的主要原因。该模态特征向量正值高值区位于波密,该地区位于喜马拉雅高山区东部和藏东高山深谷区交界处;低值区位于申扎,地处藏北高原中东部。时间系数最大值出现在



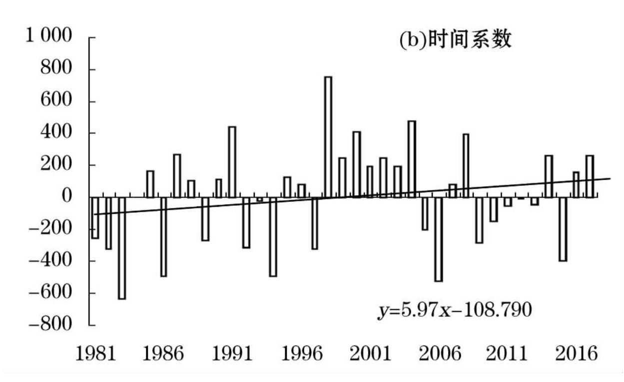
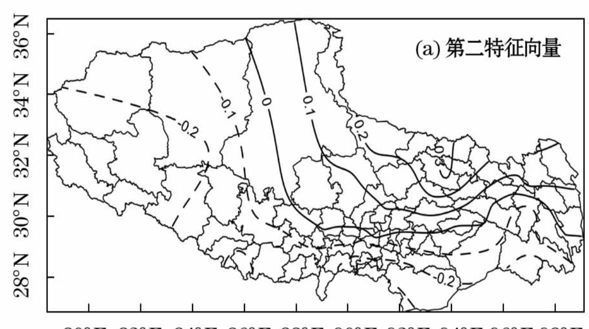




图 3 1981—2017 年西藏夏季降水量 EOF 展开第一特征向量的分布及其时间系数

Fig. 3 First EOF mode and corresponding time coefficient of summer precipitation in Tibet during 1981 - 2017



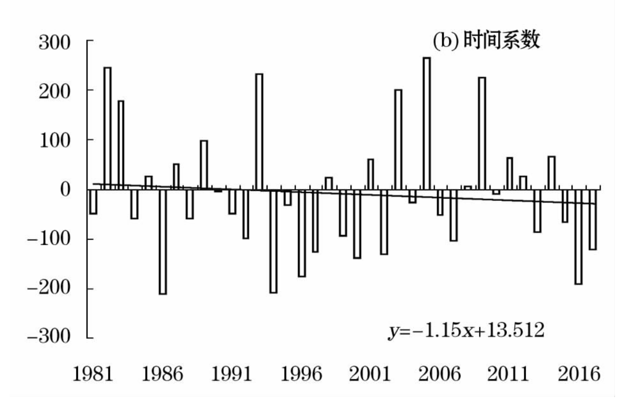
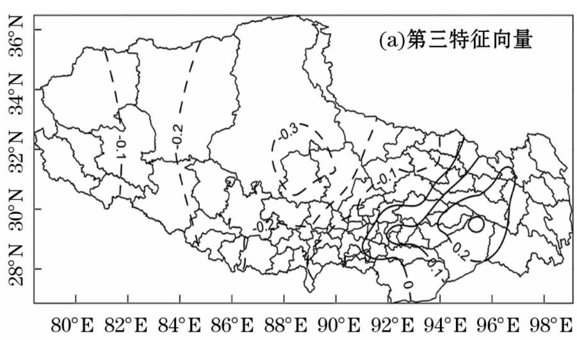




图 4 1981—2017 年西藏夏季降水量 EOF 展开第二特征向量的分布及其时间系数

Fig. 4 Second EOF mode and corresponding time coefficient of summer precipitation in Tibet during 1981 - 2017



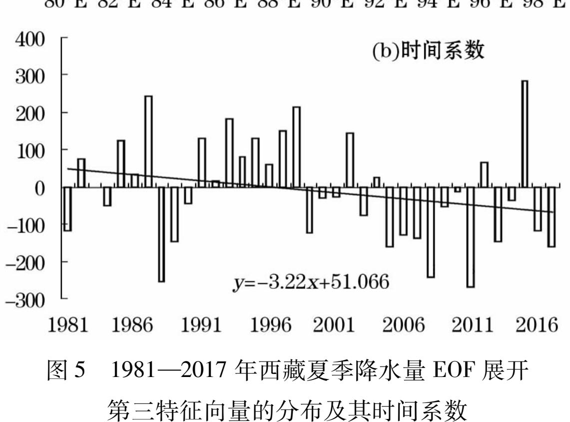




图 5 1981—2017 年西藏夏季降水量 EOF 展开第三特征向量的分布及其时间系数

Fig. 5 Third EOF mode and corresponding time coefficient of summer precipitation in Tibet during 1981 – 2017

2015 年,表明该年夏季东多西少的分布很典型;时间系数最小值出现在 2011 年,表明该年夏季东少西多的分布很典型。趋势系数为 –3.2,整体呈下降趋势,但未通过 $\alpha = 0.05$ 的显著性检验(图 5b)。

## 3 西藏夏季降水量预测

### 3.1 夏季降水异常主要模态的时间稳定性

通常认为,采用 EOF 进行降水场的重建时,参与重建的模态数越多,那么重建后的降水场会更加接近实际降水场,但越来越多的研究提出了完全不同的观点。相关研究表明,稳定的预报因子和预测函数建立的预测模型才是有效的[20–21],而稳定的 EOF 模态提供的信息才可用于气候预测[22]。由此可见,在用 EOF 预测时,参与重建的模态数是有严格条件限制的,因此,首先要分析各 EOF 模态的时间稳定性。

采用滑动交叉检验的方法分析西藏夏季降水距平场前 10 个 EOF 模态的时间稳定性,以探究各 EOF 模态能否参与西藏夏季降水预测。考虑到在实际业务中的应用,本文采用历年 4 月指数数据预测对应年西藏夏季降水量,预测时效为 1 a(1 个时次),即相当于剔除的时间长度为 1 a($t = 1$),如图 6 所示,前 3 个模态的 $SI$ 值均大于 0.9,具有高度的稳定性。在第四模态时,1988 年开始出现了不稳定的情况($SI < 0.5$),随着模态数的增多,$SI$ 在更多的年份表现出了时间上的不稳定。由此可见,采用 EOF 方法预测西藏夏季降水量,当预测时效为 1 a(1 个时次)时,前 3 个模态具有高度的稳定,可用于西藏夏季降水距平预测。只要其对应的 PC(principal component 主成分)系数预测准确,那么降水距平场前 3 个模态可以解释西藏夏季降水场近 60% 的变化方差。

### 3.2 影响西藏夏季降水模态的关键指数

对各指数做标准化处理后,分别将其与西藏夏季降水距平场前 3 个 EOF 模态做相关分析。结果显示,在 $\alpha = 0.05$的显著性水平下,与 PC1具有高

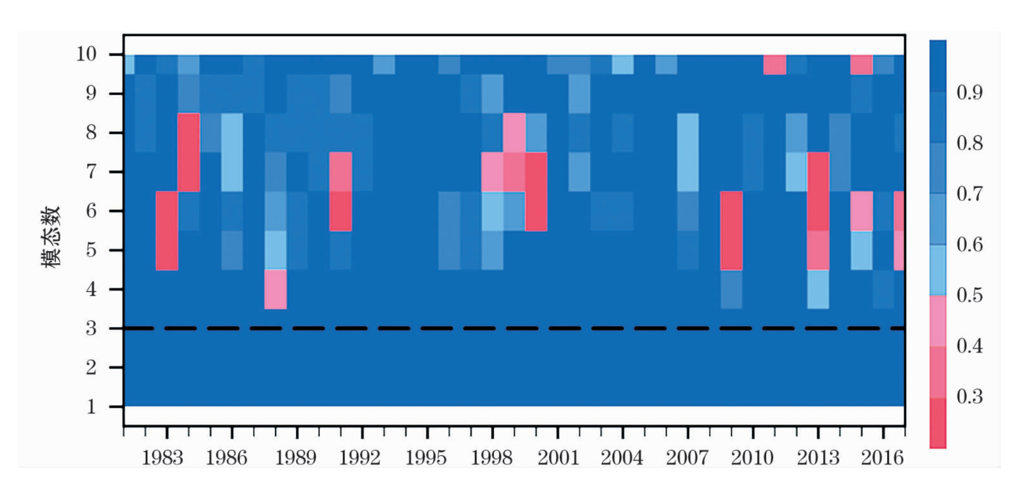



图 6 1981—2017 年西藏夏季降水距平场前 10 个 EOF 模态稳定度($SI$)随时间的变化(剔除的时间长度为 1)

Fig. 6 Stability indices of the first ten EOF modes of summer precipitation anomaly in Tibet and their change with the time ($t = 1$) during 1981 – 2017

**表 2　西藏夏季降水距平前 3 个模态 PCs 系数与前期 4 月关键指数**

**Tab. 2　PCs coefficient of the first three EOF modes of summer precipitation anomaly in Tibet**

| 主成分 | 前期 4 月关键指数说明 |
|---|---|
| PC1 | 西藏高原 –1 指数 atm65:500 hPa 高度场,25°~35°N、80°~100°E 区域内,格点位势高度与 5 000 位势米(gpm)之差乘以格点面积的累积值 |
| | 赤道太平洋次表层海温指数 ext15:5°S~5°N、180°~100°W 区域内,海洋次表层 0~300 m 平均温度距平的区域平均值 |
| | NINO A 区海表温度距平指数 oce7:25°~35°N、130°~150°E 区域内,海表温度距平的区域平均值,为 NINO A 区海表温度距平指数 |
| | 黑潮区海温指数 oce20:35°N、140°~150°E 及 25°~30°N、125°~150°E 区域内,海表温度距平的区域平均值,为黑潮区海温指数 |
| PC2 | 极地—欧亚遥相关型指数 atm77:20°~90°N、0~360°区域内,标准化 500 hPa 高度场经验正交函数分析(EOF)所得的第八模态的时间系数 |
| PC3 | 大西洋欧洲区极涡面积指数 atm49:北半球 500 hPa 高度场,30°W~60°E 区域内,极涡南界特征等高线以北所包围的扇形面积 |
| | 赤道中东太平洋 200 hPa 纬向风指数 atm82:200 hPa 纬向风场,5°N~5°S、165°~110°W 区域纬向风平均值的标准化值 |
| | 赤道中东太平洋 200 hPa 纬向风指数 atm83:850 hPa 纬向风场,5°N~5°S、135°E~180°W 区域纬向风平均值的标准化值 |
| | 850 hPa 中太平洋信风指数 atm84:850 hPa 纬向风场,5°N~5°S、175°~140°W 区域纬向风平均值的标准化值 |
| | NINO 1+2 区海表温度距平指数 oce1:10°S~0°、90°~80°W 区域内,海表温度距平的区域平均值 |
| | NINO 3 区海表温度距平指数 oce2:5°S~5°N、150°~90°W 区域内,海表温度距平的区域平均值 |
| | NINO 4 区海表温度距平指数 oce3:5°S~5°N、160°E~150°W 区域内,海表温度距平的区域平均值 |
| | NINO 3.4 区海表温度距平指数 oce4:5°S~5°N、170°~120°W 区域内,海表温度距平的区域平均值 |
| | NINO C 区海表温度距平指数 oce6: 10°S~0°、180°~90°W 区域内,海表温度距平的区域平均值 |
| | NINO Z 区海表温度距平海表温度指数 oce9: NINO 1+2 区、NINO 3 区和 NINO 4 区海表温度距平指数的面积加权平均值 |
| | 西太平洋暖池面积指数 oce15:30°S~30°N、120°~180°E 区域内,海表温度超过 28.0 ℃区域的球面面积 |
| | 暖池型 ENSO 指数 oce22:刻画两类分布型 ENSO 的指数,即暖池型(NWP)指数和冷舌型(NCT)ENSO 指数 |
| | 南方涛动指数 ext5:标准化的塔希提与达尔文站月平均海平面气压之差的序列的标准化值 |
| | 热带太平洋射出长波辐射指数 ext6:5°S~5°N,160°E~160°W 区域内,射出长波辐射(OLR)的区域平均值。 |
| | 多变量 ENSO 指数 ext7:滑动双月平均的海平面气压(SLP)、纬向地面风场(U)、经向地面风场(V)、海表面温度(SST)、表面气温(A)和总云量的 6 变量经验正交函数分解(EOF)第一模态的时间系数 |
| | 赤道太平洋次表层海温指数 ext15:5°S~5°N、180°~100°W 区域内,海洋次表层 0~300 m 平均温度距平的区域平均值 |

相关的指数一共有 4 个,而与 PC2 相关的指数个数为 0,为保证有指数参与 PC2 的建模,将与 PC2 指数相关性的显著性水平调整为 $\alpha=0.08$,在此显著性水平下有 1 个指数通过了显著性检验;在 $\alpha=0.05$ 的显著性水平下,与 PC3 具有高相关的指数一共有 16 个,如表 1 所示:

以 PC3 为例,可以看出与 PC3 具有高相关的指数主要反映的是与 ENSO 有关的各 NINO 区的指数[23]、次表层海温[24]、赤道中太平洋信风指数[25]以及与副高[26]相关的暖池指数,这些与前人的研究具有很好的一致性[27-28]。

为进一步明确关键指数对各 PC 系数的预测能力,建立各 PC 系数与对应关键指数的多元线性回归方程,并采用交叉检验方法对各 PC 进行历史回报。如图 7 所示为各 PC 与其回报值,可以看出 PC1 与其回报值的相关系数为 0.53,相关性通过了 $\alpha=0.001$ 的显著性检验;PC2 与其回报值的相关系数为 0.29,相关性通过了 $\alpha=0.08$ 的显著性检验;PC3 与其回报值的相关系数为 0.80,相关性通过了 $\alpha=0.001$ 的显著性检验。整体而言,本文选取的关键指数对相应模态 PC 系数有很好的预测能力,对西藏夏季降水有较大的潜在预测效果。

### 3.3　预测质量检验评估

将前 3 个 EOF 模态的 PC 回报值与相应原始空间模态进行重建,得到历年重建的降水回报场,利用距平相关系数(ACC)、时间相关系数(TCC)两种确定性预报评估方法,对西藏夏季降水的历史回报结果进行综合检验评估。

距平相关系数 ACC 是目前短期气候预测检验的主要方法,反映了整体预测性能,ACC 越接近 1 表示预测效果越好。如图 8 所示,从西藏夏季降水的回报场与观测场的 ACC分析结果可以发现,除

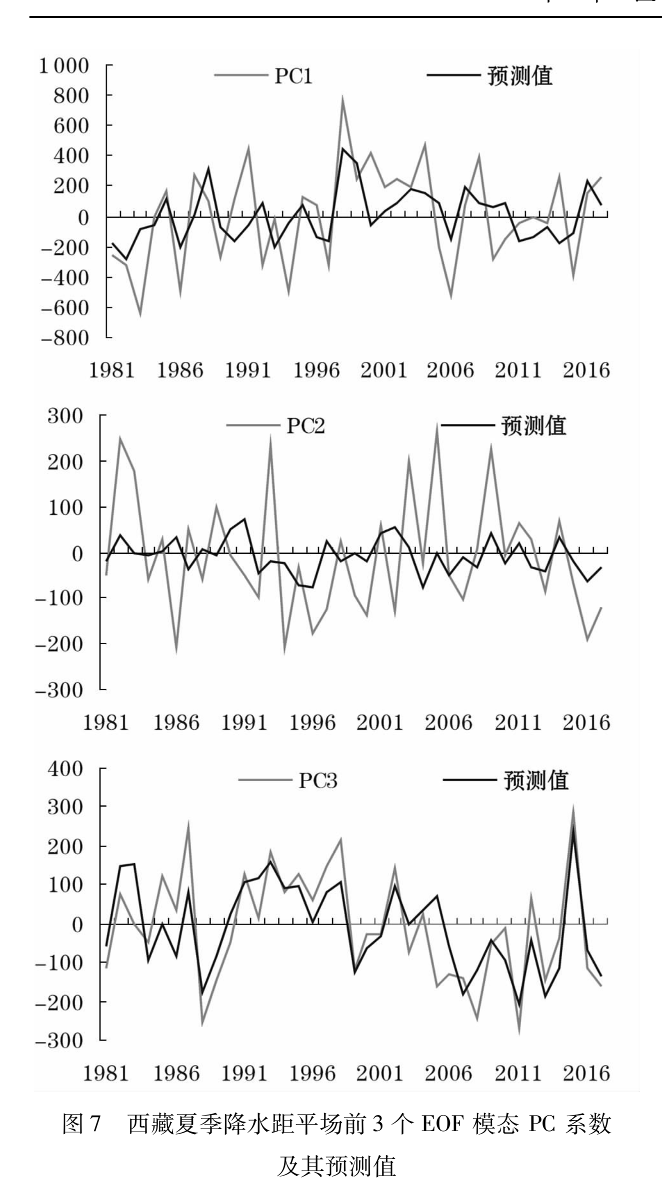



图 7 西藏夏季降水距平场前 3 个 EOF 模态 PC 系数及其预测值

Fig. 7 PCs coefficient of the first three EOF modes of summer precipitation anomaly in Tibet and the predicted values

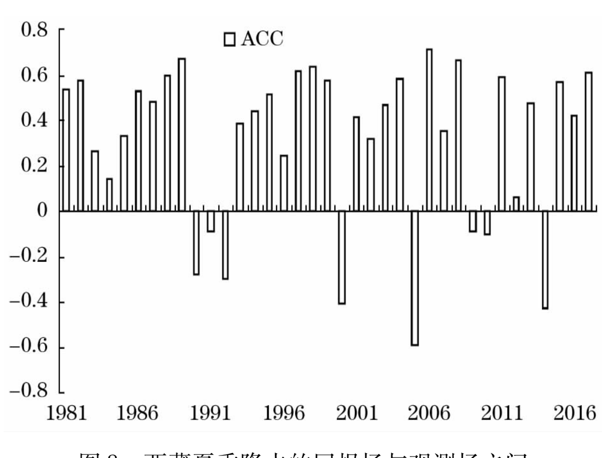



图 8 西藏夏季降水的回报场与观测场之间的 ACC 年际变化

Fig. 8 Interannual variation of ACC between the predicted and observed values of summer precipitation in Tibet

1990、1991、1992、2000、2005、2009、2010 年和 2014 年外，其余年份的 ACC 均大于 0，平均 ACC 为0.31。从西藏夏季降水的回报场与观测之间的 TCC 结果可以看出(图 9)，除个别站点外，西藏大部分地区降水回报值与观测值的 TCC 均大于 0，变化趋势具有很好的一致性，其中有超过 65% 的站点的 TCC 通过了 $\alpha=0.05$ 的显著性检验。因此，采用 EOF 模态时间稳定性的方法对西藏夏季降水具有很好的预测效果，且有较好的业务应用前景。

## 4 结 论

本文分析了西藏夏季降水量的空间分布特征，探讨了夏季降水量的各 EOF 模态稳定性，提出了利用关键指数和稳定的 EOF 模态预测西藏夏季降水的方法，并对预测结果进行了检验，得到以下结论：

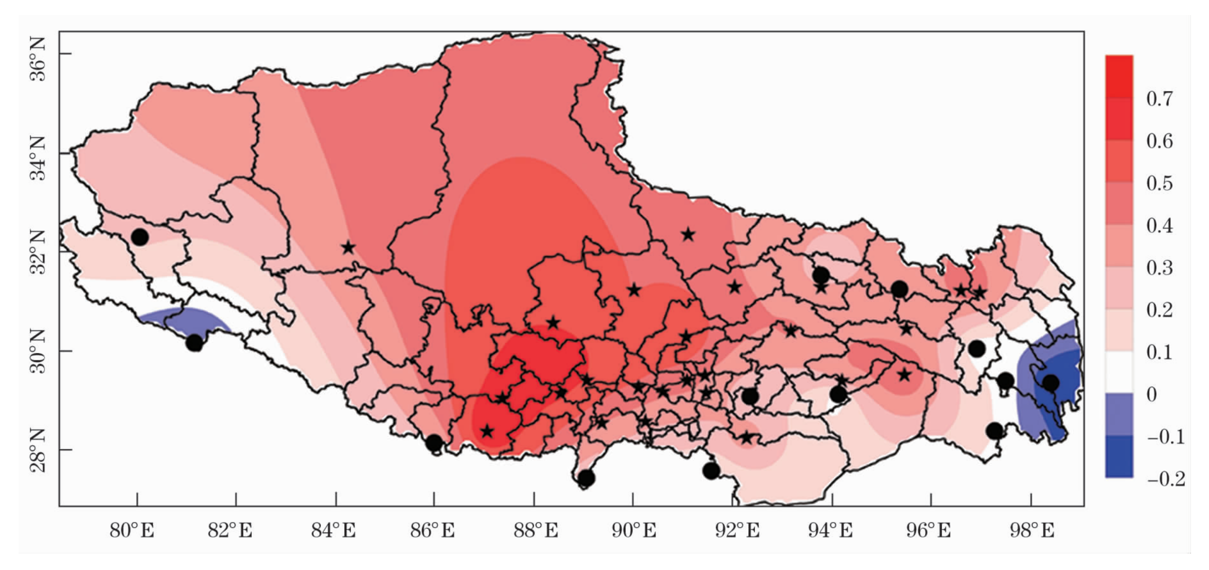
(1) 西藏夏季降水量空间分布很不均匀，东西相对独立、南北相差较大，整体上呈现出自东南向西北递减的分布规律。全区降水量在 53.2 ~ 417.3 mm。除个别站点降水量呈下降趋势外，西藏各区夏季降水量普遍呈上升趋势，但只有改则、申扎、拉萨、浪卡子 4 个地区的上升趋势通过了 $\alpha=0.05$ 的显著性检验。

(2) 西藏夏季降水量的异常空间分布显示，其主要存在 3 种空间模态，即一致型、南北型和东西型。

(3) 研究发现采用基于 EOF 模态稳定性的方法预测西藏夏季降水量，当预测时效为 1 a(1 个时次)时，前 3 个模态高度稳定，可参与西藏夏季降水预测。

(4) 各稳定的 EOF 模态的 PC 系数与关键指数有着显著的相关性，主要与 ENSO、副高等活动有着明显的对应关系。研究发现，关键指数对相应的 PC 系数具有较好的预测能力，由关键指数预测的西藏夏季降水的历史回报场平均 ACC 为0.31，大部分地区的 TCC 大于 0，且通过了 $\alpha=0.05$ 的显著性检验，采用 EOF 模态时间稳定性的方法对西藏夏季降水具有很好的预测效果。

本文分析了西藏夏季降水的空间分布特征，探讨了在 EOF 模态时间稳定性的基础上结合中国气象局发布的 130 个监测指数中的若干关键指数，建立了西藏夏季降水量的预测模型，并取得了良好的




注:★为通过 $\alpha=0.05$ 显著性检验的站点;●为未通过 $\alpha=0.05$ 显著性检验的站点。

图9　西藏夏季降水的回报场与观测场之间的相关系数及显著性检验

Fig. 9　Correlation coefficient between the predicted and observed values of summer precipitation in Tibet and significance test

预测效果。由于影响西藏夏季降水的关键指数众多,其中大部分指数的影响机理已经得到了相关文献的验证,但还有一部分只是基于统计意义上的高相关,如大西洋欧洲区极涡面积指数等,而这一部分指数影响西藏夏季降水的物理机理,还有待更深入的研究。另外,本文从实际业务应用出发,探讨了前期4月各关键指数与对应年份的西藏夏季降水的关系,而其他时段的关键指数建立的预报模型是否能达到更好的预报效果,还有待今后更广泛的探讨。

## 参考文献(References):

〔1〕 IPCC. Summary for Policymakers of Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change〔M〕. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.

〔2〕 沈永平,王国亚. IPCC 第一工作组第五次评估报告对全球气候变化认知的最新科学要点〔J〕. 冰川冻土, 2013, 35(5): 1 068 − 1 076.〔Shen Yongping, Wang Guoya. The latest cognitive scienceon global climate change of the fifth assess-ment report of the first working group of IPCC〔J〕. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(5): 1 068 − 1 076.〕

〔3〕 余坤伦,张寅生,马宁,等. GPM 和 TRMM 遥感降水产品在青藏高原中部的适用性评估〔J〕. 干旱区研究, 2018, 35(6): 1 373 − 1 381.〔Yu Kunlun, Zhang Yinsheng, Ma Ning, et al. Applicability of GPM and TRMM remote sensing precipitation products in the central Tibet Plateau〔J〕. Arid Zone Research, 2018, 35(6): 1 373 − 1 381.〕

〔4〕 郑度,赵东升. 青藏高原高寒荒漠地带与寒冷干旱核心区域〔J〕. 干旱区研究, 2019, 36(1): 1 − 6.〔Zheng Du, Zhao Dongsheng. The high cold desert zone and a cold arid core area of the Tibetan Plateau〔J〕. Arid Zone Research, 2019, 36(1): 1 − 6.〕

〔5〕 程志刚,刘晓东,范广州,等. 21 世纪青藏高原气候时空变化评估〔J〕. 干旱区研究, 2011, 28(4): 669 − 676.〔Cheng Zhigang, Liu Xiaodong, Fan Guangzhou, et al. Spatiotemporal distribution of climate change over the Qinghai − Tibetan Plateau in 21st century〔J〕. Arid Zone Research, 2011, 28(4): 669 − 676.〕

〔6〕 次仁央宗,柯宗建,陈丽娟,等. 西藏夏季降水的季节内变化变化特征及其影响系统〔J〕. 气象, 2016, 42(11): 1 342 − 1 350.〔Ciren Yangzong, Ke Zongjian, Chen Lijuan, et al. Intraseasonal variation characteristics of summer precipitation over Tibet and the corresponding large-scale circulation anomalies〔J〕. Meteorological Monthly, 2016, 42(11): 1 342 − 1 350.〕

〔7〕 李海东,沈渭寿,赵卫,等. 1957—2007 年雅鲁藏布江中游河谷降水变化的小波分析〔J〕. 气象与环境学报, 2010, 26(4): 1 − 7.〔Li Haidong, Shen Weishou, Zhao Wei, et al. Wavelet analysis of precipitation in the middle reaches of the Yarlung Zangbo River from 1957 to 2007〔J〕. Journal of Meteorology and Environment, 2010, 26(4): 1 − 7.〕

〔8〕 次仁达娃,拥珠卓嘎,仓啦,等. 南亚高压对西藏夏季降水的影响〔J〕. 西藏科技, 2016(5): 67 − 76.〔Ciren Dawa, Yongzhu Zhuoga, Cang La, et al. Influence of South Asia high on summer precipitation in Tibet〔J〕. Tibet's Science and Technology, 2016(5): 67 − 76.〕

〔9〕 徐宗学,巩同梁,赵芳芳. 近 40 年来西藏高原气候变化特征分析〔J〕. 亚热带资源与环境学报, 2006, 1(1): 24 − 32.〔Xu Zongxue, Gong Tongliang, Zhao Fangfang. Analysis of climate change in Tibetan plateau over the past 40 years〔J〕. Journal of Subtropical Resources and Environment, 2006, 1(1): 24 − 32.〕

〔10〕 张宁瑾,肖天贵,假拉. 1979—2016 年青藏高原降水时空特征

〔J〕. 干旱气象,2018,36(3):373 – 382.〔Zhang Ningjin,Xiao Tiangui,Jia La. Spatial and temporal characteristics of precipitation in the Tibet Plateau from 1979 to 2016〔J〕. Journal of Arid Meteorology,2018,36(3):373 – 382.〕

〔11〕 杜军,马玉才. 西藏高原降水变化趋势的气候分析〔J〕. 地理学报,2004,59(3):375 – 382.〔Du Jun,Ma Yucai. Climatic trend of rainfall over Tibetan – Plateau〔J〕. Acta Geographica Sinica,2004,59(3):375 – 382.〕

〔12〕 Harnack R P,Lanzante J R. Specification of United States seasonal precipitation〔J〕. Monthly Weather Review,1985,113:319 – 325.

〔13〕 王慧,谭艳梅,毛炜峄,等. 环流特征量指数在新疆汛期降水趋势预测中的应用〔J〕. 干旱区研究,2008,25(4):485 – 491.〔Wang Hui,Tan Yanmei,Mao Weiyi,et al. Application of indexes of characteristic quantities of atmospheric circulation in precipitation on trend prediction in Xinjiang in flood season〔J〕. Arid Zone Research,2008,25(4):485 – 491.〕

〔14〕 刘蓓. 43 a 来青海蒸发皿蒸发量变化及其影响因子〔J〕. 干旱区研究,2010,27(6):892 – 897.〔Liu Bei. Analysis on evaporation from evaporating dish and its affecting factors in Qinghai Province〔J〕. Arid Zone Research,2010,27(6):892 – 897.〕

〔15〕 李红梅,李林,李万志. 气象干旱监测指标在青海高原的适用性分析〔J〕. 干旱区研究,2018,35(1):114 – 121.〔Li Hongmei,Li Lin,Li Wanzhi. Applicability of meteorological drought indices in drought monitoring in the Qinghai Plateau〔J〕. Arid Zone Research,2018,35(1):114 – 121.〕

〔16〕 赵洪宇,张雪芹,解承莹. 多源水汽再分析资料在青藏高原的适用性评估〔J〕. 干旱区研究,2017,34(2):300 – 308.〔Zhao Hongyu,Zhang Xueqin,Xie Chengying. Applicability of reanalysis rata of multi-source water vapor over the Tibetan Plateau〔J〕. Arid Zone Research,2017,34(2):300 – 308.〕

〔17〕 Horel John D. A rotated principal component analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500 mb height field〔J〕. Monthly Weather Review,1981,109:2 080 – 2 092.

〔18〕 Torrence C,Compo G P. A Practical guide to wavelet analysis〔J〕. Bulletin of the American Meteorological Society,1998,79:61 – 78.

〔19〕 魏凤英. 现代气候统计诊断预测技术〔M〕. 北京:气象出版社,1999:110 – 111.〔Wei Fengying. Statistics Technology of Diagnose and Forecast of Modern Climate〔M〕. Beijing:Meteorology Press,1999:110 – 111.〕

〔20〕 Charles S P,Bates B C,Whetton P H,et al. Validation of downscaling models for changed climate conditions:Case study of southwestern Australia〔J〕. Climate Research,1999,12:1 – 14.

〔21〕 Wilby R L,Wigley T M L. Precipitation predictors for downscaling:Observed and general circulation model relationships〔J〕. International Journal of Climatology,2000,20:641 – 661.

〔22〕 章基嘉,孙照渤,陈松军. 对自然正交函数稳定性条件的讨论〔J〕. 气象学报,1981,39(1):82 – 88.〔Zhang Jijia,Sun Zhaobo,Chen Songjun. On the stability of empirical orthogonal functions (EOF)〔J〕. Acta Meteorological Sinica,1981,39(1):82 – 88.〕

〔23〕 乔全明,张雅高. 青藏高原天气学〔M〕. 北京:气象出版社,1994:15 – 17.〔Qiao Quanming,Zhang Yagao. Qinghai – Tibet Plateau Climatesynoptic Meteorology〔M〕. Beijing:China Meteorological Press,1994:15 – 17.〕

〔24〕 刘晓东,侯萍. 青藏高原中东部夏季降水变化及其与北大西洋涛动的联系〔J〕. 气象学报,1999,57(5):561 – 570.〔Liu Xiaodong,Hou Ping. Variation of summer rainfall over Qinghai – Xizang plateau and its association with the north atlantic oscillation〔J〕. Acta Meteorological Sinica,1999,57(5):561 – 570.〕

〔25〕 沙天阳,徐海明,邹松佐. 中国西南地区东部秋季干旱的环流特征及其成因分析〔J〕. 大气科学学报,2013,36(5):593 – 603.〔Sha Tianyang,Xu Haiming,Zou Songzuo. Precipitation patterns in the middle and low reaches of Yangtze River during January-May and their causes〔J〕. Transactions of Atmospheric Sciences,2013,36(5):593 – 603.〕

〔26〕 戴加洗. 青藏高原气候〔M〕. 北京:气象出版社,1990:171 – 175.〔Dai Jiaxi. Qinghai – Tibet Plateau Climate〔M〕. Beijing:China Meteorological Press,1990:171 – 175.〕

〔27〕 王传辉,周顺武,杨玮,等. 青藏高原汛期降水异常空间分布及水汽配置〔J〕. 大气科学学报,2015,38(4):566 – 572.〔Wang Chuanhui,Zhou Shunwu,Yang Wei,et al. Spatial patterns and moisture configurations of rainfall anomalies in flood season over the Tibetan Plateau〔J〕. Transactions of Atmospheric Sciences,2015,38(4):566 – 572.〕

〔28〕 徐祥德. 青藏高原影响与动力学机制探讨〔M〕. 北京:气象出版社,2015:64 – 65.〔Xu Xiangde. Exploring the Effect of Tibetan Plateau and Its Dynamical Mechanisms〔M〕. Beijing:China Meteorological Press,2015:64 – 65.〕

# Summer Precipitation in Tibet and Its Prediction

Mirmah Zhuoga[1], QIN Zeng-liang[2], XIAO Zhuo-jing[3], Ciren Deji[4], Ciren Quzhen[1]

(1. *Meteorological Service Center of Tibet Autonomous Region*, *Lhasa* 850000, *Tibet*, *China*;

2. *Weifang Meteorological Bureau*, *Weifang* 261011, *Shandong*, *China*;

3. *College of Atmospheric Sciences*, *Nanjing University of Information Science and Technology*, *Nanjing* 210044, *Jiangsu*, *China*;

4. *Meteorological Observatory of Tibet Autonomous Region*, *Lhasa* 850000, *Tibet*, *China*)

**Abstract**: Study on the characteristics and prediction of summer precipitation in Tibet during 1981 – 2017 was carried out using the Empirical Orthogonal Functions (EOF), cross-validation, anomaly correlation coefficient (ACC), time correlation coefficient (TCC) and some other methods. The results showed that the spatial distribution of summer precipitation was very uneven, and the precipitation decreased from the southeast to the northwest. In addition to some regions, the precipitation was in an increase trend in most areas of Tibet, but the increase trend was not significant. There was not only a regional similarity in spatial distribution of summer precipitation in Tibet, but also a regional variation from the south to the north and from the east to the west. The results suggested that, when a one-year sample was randomly removed, the temporal stability of the first three EOF modes was high. It was attempted to predict summer precipitation in Tibet on the basis of the stability of EOF modes for the first time, and the key indices which were found had a good prediction capability for PCs coefficient of stable modes. The anomaly correlation coefficient between the observed and predicted values of summer precipitation could be reached 0.31. The temporal correlation coefficient was higher than zero in most areas. TCC passed the significance test of $\alpha = 0.05$ in most areas. The predicted results of summer precipitation were ideal, and the application prospect was wide.

**Key words**: summer precipitation; empirical orthogonal function model (EOF); spatial distribution; Tibet